زمستان ۹۲، سال بیست و سوم، شماره ۹۰، صفحه ۱۸۵ تا ۱۹۶

ژئوشیمی سنگ کل و ایزوتوپی استرانسیم- نئودیمیم سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار نقره- طلای چاه‌زرد، کمربند ارومیه- دختر

حسین کوهستانی [۱]، مجید قادری [۲*]، محمدهاشم امامی [۳]، سباستین مِفره [۴]، وادیم کامنتسکی [۵]، جوسلین مک‌فی [۵] و خین زاو [۵]

[۱] دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
[۲] دانشیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
[۳] دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، تهران، ایران؛ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
[۴] پژوهشگر ارشد، مرکز عالی تحقیقاتی کانسارها، دانشگاه تاسمانیا، هوبارت، استرالیا
[۵] استاد، مرکز عالی تحقیقاتی کانسارها، دانشگاه تاسمانیا، هوبارت، استرالیا

تاریخ دریافت: ۰۵/ ۰۵/ ۱۳۹۰ تاریخ پذیرش: ۰۹/ ۱۲/ ۱۳۹۰

چکیده

کانسار نقره- طلای چاه‌زرد (نمونه آشکار سامانه‌های اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین تا میانه با میزبان برشی) درون مجموعه آتشفشانی میوسن بالایی با ترکیب آندزیتی تا ریولیتی و در بخش مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است. بخش‌های کانه‌دار در این کانسار درون توده‌های برِشی با میزبان ریولیت پورفیری قرار دارند. بررسی‌های سامان‌مند ژئوشیمیایی سنگ کل روی سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که سنگ‌های میانه و اسیدی هر دو به‌طور ویژه از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی و از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این داده‌های ژئوشیمیایی بیانگر ویژگی کمان ماگمایی برای سنگ‌های آتشفشانی است و نشان می‌دهد تبلور هورنبلند، نقش کنترل‌کننده اصلی را در تکامل سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی کانه‌زا داشته است. اگرچه ریولیت پورفیری نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ بالاتری دارد، ولی ترکیب ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم سنگ‌های آتشفشانی یکسان است. این سنگ‌ها نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ میان ۰/۷۰۴۹۱۰ و ۰/۷۰۵۹۶۷ و مقادیر $\varepsilon_{Nd(i)}$ از ۲/۳+ تا ۲/۷+ دارند. این داده‌ها نشان می‌دهد ماگماهای ریولیتی احتمالاً محصول پایانی تفریق ماگماهای مادر آندزیتی هستند که دچار آغشتگی‌های پوسته‌ای کمی شده‌اند. ماگماهای آندزیتی مادر، محصول ذوب بخشی مخلوطی از گوشته نرم‌کره‌ای بدون آب و تهی از عناصر ناسازگار و گوشته سنگ‌کره‌ای غنی‌شده از آب و عناصر LILE و LREE است که در پاسخ به شکسته‌شدن پوسته اقیانوسی فرورو و بالا آمدن گوشته نرم‌کره‌ای تولید شده‌اند. ریولیت پورفیری به عنوان منبع حرارتی برای جریان سیال‌های گرمابی و همچنین به‌عنوان منشأ سیال‌های کانه‌ساز در سامانه اپی‌ترمال چاه‌زرد رفتار کرده است.

کلیدواژه‌ها: اپی‌ترمال، ژئوشیمی، ایزوتوپ استرانسیم- نئودیمیم، چاه‌زرد، ارومیه- دختر.

***نویسنده مسئول:** مجید قادری

E-mail: mghaderi@modares.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

کانسار چاه‌زرد در بخش مرکزی کمربند ارومیه- دختر، در فاصله ۱۰۰ کیلومتری جنوب‌باختری یزد، یک کانسار اپی‌ترمال نقره- طلا از نوع سولفیداسیون پایین تا میانه با میزبان برِشی است که در نتیجه فعالیت‌های گرمابی مرتبط با توده نیمه‌آتشفشانی ریولیت پورفیری به سن میوسن بالایی تشکیل شده است (کوهستانی، ۱۳۹۰؛ کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Kouhestani et al., 2012). پتانسیل منطقه برای کانه‌زایی نقره و طلا ابتدا از راه مطالعات ژئوشیمیایی آبراهه‌ای و کانی سنگین توسط شرکت ریوتینتو در سال ۱۳۸۲ مشخص شد؛ ولی مطالعات اکتشافی سامان‌مند از سال ۱۳۸۴ توسط شرکت پرشین‌گلد آغاز و تا سال ۱۳۸۷ ادامه یافت (پرشین‌گلد، ۱۳۸۷). ذخیره کلی محاسبه‌شده برای بخش جنوبی کانسار برابر ۲/۵ میلیون تن کانسنگ با عیار ۱۲/۷ گرم در تن نقره و ۱/۷ گرم در تن طلا است (پرشین‌گلد، ۱۳۸۷).

کانسار چاه‌زرد، اولین کانه‌زایی اپی‌ترمال نقره- طلا با میزبان برش‌های لوله‌مانند (Pipe-like) در کمربند ارومیه- دختر است. در مطالعات انجام‌شده پیشین (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Kouhestani et al., 2012)، در مورد زمین‌شناسی، سن‌سنجی، کانه‌زایی و دگرسانی کانسار چاه‌زرد بحث شده است. در این مقاله، داده‌های ژئوشیمی سنگ کل و ایزوتوپی استرانسیم- نئودیمیم سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد برای تعیین سامانه کانه‌زایی مورد تحلیل قرار گرفته است. این داده‌ها می‌تواند برای اکتشاف کانه‌زایی‌های تازه در کمربند ارومیه- دختر مورد استفاده قرار گیرد.

۲- ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسار چاه‌زرد

واحدهای سنگی در محدوده کانسار چاه‌زرد دربر دارنده واحدهای آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی و توده‌های برِشی است که در ارتباط با زمین‌ساخت تراکششی سامانه امتدادلغز گسل ده‌شیر- بافت جایگزین شده‌اند (شکل ۱). شروع رخدادهای آتشفشانی با حجم گسترده‌ای از گدازه‌های حدواسط همراه است که در ادامه با نفوذ توده‌های پورفیری اسیدی و تشکیل مجموعه‌های برشی (ناشی از فرایندهای برشی انفجاری) قطع شده است (شکل ۲- الف). گدازه‌های حدواسط، فراوان‌ترین واحد آتشفشانی در محدوده کانسار است که به‌شکل تپه‌ها و قله‌های بسیار بلند و پرشیب در بخش‌های بیرونی سامانه رخنمون دارند. دامنه ترکیبی این واحدها از آندزیت تا تراکی‌آندزیت (در بخش‌های درونی کوارتزآندزیت- تراکی‌آندزیت) متغیر است و درشت‌بلورهای فراوان پلاژیوکلاز و آمفیبول همراه با مقادیر کمتر بیوتیت در یک زمینه ریزبلور تا شیشه‌ای (معمولاً تبلوریافته) دارد (شکل‌های ۲- ب و ج). واحدهای اسیدی به‌شکل تپه‌های کم‌ارتفاع در بخش‌های درونی سامانه برونزد دارند. این مجموعه به‌صورت گدازه‌ها و گنبدهای داسیتی- ریوداسیتی تا ریولیتی است که درون گدازه‌های آندزیتی- تراکی‌آندزیتی نفوذ کرده‌اند. بافت آنها پورفیری است و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (تا اندازه چند سانتی‌متر)، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت در یک زمینه ریزبلور دارند (شکل‌های ۲- د و ه). مطالعات سن‌سنجی اورانیم- سرب روی کانی‌های زیرکن (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Kouhestani et al., 2012) سن ۶/۲۴ میلیون سال (میوسن بالایی) را برای این مجموعه آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی تعیین کرده است. کوهستانی و همکاران (۱۳۹۲) و Kouhestani et al. (2012) ۳ نوع واحد برشی در کانسار چاه‌زرد جدا کرده‌اند؛ برش آتشفشانی - آواری با زمینه تخریبی، برش پلی‌میکتیک با یک بخش اصلی

سیمان گرمابی و برش مونو- پلی‌میکتیک با زمینه آرژیلی. برش پلی‌میکتیک بخش قابل معدن‌کاری در کانسار چاه‌زرد است، در حالی که برش آتشفشانی-آواری به‌طور چیره بی‌بار است.

کانه‌زایی مرتبط با رخدادهای برشی فراتوماگمایی است که همزمان و به‌دنبال جایگزینی نزدیک به سطح توده ریولیت پورفیری در منطقه رخ داده‌اند (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Kouhestani et al., 2012). بیشترین رخداد کانه‌زایی درون ۲ توده برش پلی‌میکتیک لوله‌مانند که در رخنمون‌های سطحی ابعاد ۲۵۰×۵۰۰ و ۲۰۰×۳۰۰ متر دارند، رخ داده است. نقره و طلا به‌همراه سولفیدها و سولفوسالت‌ها به‌صورت دانه‌پراکنده، رگه‌ای و سیمان گرمابی در توده‌ها و رگه‌های برشی رخ داده‌اند (شکل ۳). افزون بر این، پهنه‌های جداگانه‌ای از کانه‌زایی به‌صورت رگه‌های سیلیسی فلزات پایه (روی و سرب) غنی از نقره درون گدازه‌های داسیتی- ریوداسیتی در بخش‌های جنوب خاوری و جنوب باختری کانسار دیده می‌شود (شکل ۱).

بر پایه مطالعات انجام‌شده پیشین (کوهستانی، ۱۳۹۰؛ کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Kouhestani et al., 2012)، پیریت، مارکاسیت، پیریت آرسنیک‌دار، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و سولفوسالت‌های نقره (تنانتیت- تتراهدریت، پیرآرژیریت، میارژریت، پروستیت، استفانیت، اسمیسیت و استرومیریت) به همراه طلای آزاد و الکتروم، کانی‌های معدنی کانسار چاه‌زرد هستند. بیشتر این کانه‌ها به‌صورت دانه‌های بی‌شکل و گاه به‌صورت بلورهای خودشکل و یا نیمه‌خودشکل دیده می‌شوند. کوارتز، آدولاریا و کانی‌های رسی (ایلیت، مسکوویت، اسمکتیت و کلریت) همراه با میزان کمتری کانی‌های کربناتی (کلسیت، آنکریت، سیدریت ± دولومیت)، کانی‌های باطله هستند. این کانی‌ها بیشتر ریزبلور بوده و گاه به‌صورت دانه‌های متوسط تا درشت‌بلور دیده می‌شوند. بافت مواد معدنی بسیار گوناگون و دربر دارنده انواع بافت‌های دانه‌پراکنده، برشی، جانشینی، رگه- رگچه‌ای، گل کلمی، منطقه‌ای، کناره‌دار، فرامبوییدال و تیغه‌ای (یا فیبری) است. بافت‌های مهم کانی‌های باطله نیز دربر دارنده بافت پرمانند، گل کلمی، کوکاد، پوسته‌ای، جانشینی و رگه- رگچه‌ای است.

پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی است و در همه مراحل کانه‌زایی دیده می‌شود. نتایج تجزیه‌های لیزر پیریت‌ها نشان می‌دهد که میزان طلا میان ۰/۴۹ تا ۱۶۶/۲۶ گرم در تن، میزان نقره میان ۴۳/۸۱ گرم در تن تا ۰/۶ درصد و میزان آرسنیک میان ۰/۵ تا ۲۱/۹ درصد متغیر است (کوهستانی، ۱۳۹۰). طلا به‌صورت ذرات بی‌شکل در اندازه‌های ۱۰ میکرون تا ۱ میلی‌متر، هم‌رشد با پیریت، کوارتز، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و تنانتیت- تتراهدریت و یا به‌صورت میان‌بارهای ریز در اندازه ۱۰ تا ۲۰ میکرون در شبکه کانی پیریت رخ داده است. نتایج تجزیه‌های الکترون میکروپروب ذرات طلا بیانگر آن است که این ذرات بیشینه تا ۳۴ درصد وزنی نقره دارند و از دید ترکیبی بیشتر الکتروم هستند (کوهستانی، ۱۳۹۰). نتایج این تجزیه‌ها برای ذرات ریز طلا که تحت تأثیر فرایندهای برون‌زاد قرار گرفته‌اند نشان می‌دهد که این ذرات به‌ترتیب تا ۹۹/۷۹ و ۰/۲۱ درصد وزنی طلا و نقره دارند (کوهستانی، ۱۳۹۰).

کوهستانی (۱۳۹۰) ۴ مرحله کانه‌زایی را برای کانسار چاه‌زرد مشخص کرده است که با پیریت چیره (مرحله اول) شروع می‌شود و با پیریت- سولفید فلزات پایه- سولفوسالت چیره (مرحله دوم و سوم) و سولفید فلزات پایه چیره (مرحله چهارم) پایان می‌یابد (شکل ۳). ته‌نشست کانی‌های باطله نیز از کوارتز- ایلیت شروع می‌شود و با کوارتز- آدولاریا، کربنات و سرانجام ژیپس چیره پایان می‌یابد. بر پایه مطالعات انجام‌شده پیشین (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Kouhestani et al., 2012) دگرسانی گرمابی در کانسار چاه‌زرد یک الگوی تمرکز نسبی دارد. دگرسانی کوارتز- آدولاریا (کوارتز، آدولاریا و پیریت) و سریسیتی (ایلیت، ایلیت/اسمکتیت، کوارتز ± پیریت ± کربنات) در ارتباط فضایی نزدیک با بخش‌های پرعیار نقره و طلا هستند. این دگرسانی‌ها در بخش‌های درونی پهنه‌های کانه‌دار جایی که برشی‌شدن و رگه‌ها فراوان هستند، تمرکز بالایی نشان می‌دهند. دگرسانی کربناتی به‌صورت رگه (کلسیت ± ایلیت ± کوارتز) و سیمان برشی (کلسیت- آنکریت ± دولومیتی) در بخش‌های کم‌عیار دیده می‌شود. دگرسانی پتاسیک (فلدسپار قلیایی) بیشتر به‌صورت محلی در بخش‌های مرکزی سامانه، درون توده‌های ریولیت پورفیری گسترش دارد. دگرسانی کلریتی- کلسیتی (کلریت، کلسیت ± ایلیت ± کوارتز) بیشتر در پیرامون و کناره توده‌های معدنی گسترش دارد. دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (هماتیت، لیمونیت، ژاروسیت، ژیپس، آلونیت و کائولینیت) به‌صورت یک لایه با ستبرای مختلف دگرسانی‌های اولیه را می‌پوشاند.

۳- نمونه‌برداری و روش تجزیه

۳- ۱. روش‌های تجزیه برای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب

۲۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی سالم و کمتر دگرسان‌شده میزبان کانسار چاه‌زرد برای مطالعات ژئوشیمیایی سنگ کل برگزیده شد. ابتدا نمونه‌ها از دید هوازدگی کنترل و آثار دگرسانی‌های گرمابی آنها زدوده شد. در ادامه، نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش خردایش و سپس توسط آسیاب کرومی به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش پودر شدند. پس از آماده‌سازی، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی، فرعی و کمیاب به آزمایشگاه ACME کانادا، فرستاده و تجزیه شد. برای تعیین میزان عناصر اصلی به‌صورت اکسیدهای SiO_2، TiO_2، Al_2O_3، Fe_2O_3، MnO، MgO، CaO، Na_2O، K_2O، P_2O_5 و S حدود ۱۲ گرم از هر نمونه در $LiBO_2$ ذوب و به روش XRF تجزیه شد. تعیین میزان عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS انجام شد. برای تعیین میزان عناصر خاکی کمیاب (REE) و دیرگداز حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه در لیتیم متابورات/تترابورات ذوب و سپس در اسیدنیتریک حل شد. برای تعیین میزان عناصر فلزی گرانبها و فلزات پایه به‌صورت جداگانه حدود ۰/۵ گرم از هر نمونه در تیزاب سلطانی (Aqua Regia) داغ (۹۵ درجه) حل شد. میزان دقت برای SiO_2 حدود ۰/۳ درصد، برای دیگر اکسیدهای اصلی حدود ۱ درصد و برای عناصر فرعی و کمیاب ۳ تا ۱۰ درصد بوده است. حد تشخیص برای SiO_2 و Al_2O_3 به‌ترتیب ۰/۰۲ و ۰/۰۳ درصد، برای Fe_2O_3 و K_2O ۰/۰۴ درصد و برای MnO، MgO، CaO، Na_2O، K_2O و P_2O_5 ۰/۰۱ درصد بوده است. حد تشخیص برای Hg، Lu، Tm، Au و Tb برابر ۰/۰۱ و برای Pr، Ho و Eu برابر ۰/۰۲ گرم در تن، برای Er ۰/۰۳، برای Nd ۰/۳ و برای Th و Co برابر ۰/۲ گرم در تن بوده است. عناصر Sr، Ga، Se، W و As و عناصر Sm، Dy، Yb، W و Gd به‌ترتیب حد تشخیص ۰/۵ و ۰/۰۵ گرم در تن دارند. میزان حد تشخیص برای عناصر Sn، Be، Ba و Zn برابر ۱ گرم در تن و برای V برابر ۸ گرم در تن بوده است. حد تشخیص دیگر عناصر ۰/۱ گرم در تن است.

۳- ۲. روش تجزیه برای ایزوتوپ‌های استرانسیم- نئودیمیم

از میان سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی سالم و کمتر دگرسان‌شده برگزیده‌شده برای مطالعات ژئوشیمیایی سنگ کل، ۵ نمونه برای مطالعات ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم برگزیده شد. ابتدا نمونه‌ها با چکش فولادی تا اندازه حدود یک سانتی‌متر خرد و سپس با آسیاب تنگستنی به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش پودر شدند. پس از آماده‌سازی، میزان ۲۰۰ میلی‌گرم از پودر نمونه‌ها برای انجام مطالعات ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم به دانشگاه ملبورن استرالیا فرستاده و به پیروی از روش Mass et al. (2005) تجزیه شد. در این مرحله، ابتدا حدود ۵۰ تا ۷۰ میلی‌گرم از نمونه‌ها در HF، HNO_3 و HCl حل و میزان استرانسیم و نئودیمیم به‌ترتیب با رزین‌های LN، RE و EICHROM SR (Pin et al., 1994; Pin & Santos-Zalduegui, 1997) اندازه‌گیری شد. میزان blank تجزیه‌ای بسیار ناچیز (<100 pg) بوده است. تجزیه‌های ایزوتوپی با استفاده از دستگاه Nu Plasma MC-ICP-MS که به دستگاه CETAC Aridus پیوسته

است، انجام شد. میزان حساسیت دستگاه حدود 100 V/ppm استرانسیم و یا نئودیمیم بوده است. موازنه جرم با بهنجار کردن داده‌ها به $^{88}Sr/^{86}Sr=8.37521$ و $^{146}Nd/^{145}Nd=2.0719425$ (معادل با $^{146}Nd/^{144}Nd=0.7219$) ارائه‌شده توسط Vance & Thirlwall, 2002) با استفاده از قانون نمایی و محاسبه داده‌ها نسبت به استانداردهای SRM987=0.710230 و La Jolla Nd=0.511860 انجام شده است. مقادیر استفاده شده برای استانداردها، داده‌های اندازه‌گیری‌شده به روش TIMS (BCR1=0.512641±18, BHVO-1=0.512998±18, JNdi-1=0.512113±22; E & A Sr=0.708005±47, BCR-1= 0.705016±46, BHVO-1=0.703478±36, (میزان خطای همه داده‌ها ±2std.dev است). میزان دقت درونی (2se) برای استرانسیم و نئودیمیم به‌ترتیب ≤ ±0.000013 و ≤ ±0.000016 و میزان دقت بیرونی (2se) برای این عناصر نیز به‌ترتیب ±0.000020 و ±0.000040 است. تصحیح سنی انجام‌شده برای نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ بر پایه سن ۶/۲ میلیون سال به‌دست آمده برای این سنگ‌ها به روش LA–ICP–MS (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Kouhestani et al., 2012) بوده است. ثابت واپاشی برای ^{87}Rb برابر با 1.42×10^{-11} (Steiger & Jäger, 1977) و برای ^{147}Sm برابر با 6.54×10^{-12} (Lugmair & Marti, 1978) در نظر گرفته و مقادیر کنونی CHUR (منشأ گوشته‌ای تفریق‌نیافته) 0.1967 برای $^{147}Sm/^{144}Nd$ (Jacobsen & Wasserburg, 1980) و 0.512638 برای $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Goldstein et al., 1984) برای محاسبه $\varepsilon_{Nd(i)}$ استفاده شده است.

۴- نتایج تجزیه‌ها

۴- ۱. داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب

داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد در جدول ۱ ارائه شده است. سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزان SiO_2 بین ۵۸/۸۵ تا ۷۱/۶۴ درصد و میزان MgO از ۰/۱۴ تا ۲/۴۹ درصد دارند. در نمودار نسبت Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (شکل ۴- الف) این سنگ‌ها در محدوده آندزیت، داسیت- ریوداسیت و ریولیت قرار گرفته‌اند و ویژگی کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا نشان می‌دهند (شکل ۴- ب). اگرچه بیشتر نمونه‌های سنگ‌های میانه منطقه در محدوده داسیتی- ریوداسیتی قرار گرفته‌اند، ولی مطالعات سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که این نمونه‌ها ترکیبی آندزیتی- تراکی‌آندزیتی دارند. این مسئله در مورد برخی از نمونه‌های ریولیتی منطقه که در محدوده داسیتی- ریوداسیتی قرار گرفته‌اند نیز صادق است. نمونه‌های با ویژگی شوشونیتی، دگرسانی پتاسیک نشان می‌دهند. در نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس (شکل ۵)، یک روند تفریق مشخص در سنگ‌های منطقه دیده می‌شود. بر پایه این نمودارها، بیشتر اکسیدها با SiO_2 رابطه منفی نشان می‌دهند به‌جز K_2O که معمولاً با افزایش میزان سیلیس افزایش نشان می‌دهد. این ارتباط برای نمونه‌های سنگ‌های حدواسط چندان مشخص نیست. همچنین یک رابطه منفی مشخص میان MgO و SiO_2 برای نمونه‌های سنگ‌های حدواسط دیده می‌شود که چنین رابطه‌ای برای سنگ‌های اسیدی چندان مشخص نیست. افزون بر این، سنگ‌های اسیدی یک رابطه منفی مشخص میان Na_2O و SiO_2 نشان می‌دهند که چنین ارتباطی برای نمونه‌های سنگ‌های حدواسط دیده نمی‌شود.

همه نمونه‌ها الگوهای REE یکسانی دارند. این نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی بیشتری از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE هستند و الگوی REE قاشقی‌شکل با حالت پهن‌شدگی در بخش HREE نشان می‌دهند (شکل ۶- الف). بی‌هنجاری مثبت و یا منفی Eu در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود. در الگوی عناصر فرعی بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۶- ب)، همه نمونه‌ها از عناصر LILE و LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. آندزیت‌ها در مقایسه با داسیت‌ها و ریولیت‌ها از LILE غنی‌تر هستند و تا حدودی تمرکز بالاتری از HREE نشان می‌دهند. همه نمونه‌ها بی‌هنجاری‌های مثبت Th ، U و K و بی‌هنجاری‌های منفی Ba ،Nb ،P و Ti نشان می‌دهند. این سنگ‌ها ویژگی کمان‌های ماگمایی را دارند (Miyashiro,1977;Ulmer,2001) و متفاوت از بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی، جزایر اقیانوسی و جریانی قاره‌ای هستند که هیچ گونه بی‌هنجاری مشخصی از عناصر HFSE نشان نمی‌دهند (Smedley, 1986; Sun & McDonough, 1989). بی‌هنجاری استرانسیم تغییرات زیادی دارد و از یک نمونه به نمونه دیگر متغیر است. سنگ‌های داسیتی- ریولیتی بی‌هنجاری‌های مثبتی از سرب نشان می‌دهند، درحالی‌که آندزیت‌ها معمولاً بی‌هنجاری‌های منفی از این عنصر دارند (شکل ۶-ب).

۴- ۲. داده‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم

داده‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد در جدول ۲ ارائه شده است. برخلاف ترکیب شیمیایی سنگ کل، تغییرات کمی در ترکیب ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی منطقه دیده می‌شود؛ به گونه‌ای که میزان نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه به‌ترتیب از ۰/۷۰۴۹۰۲ تا ۰/۷۰۵۸۱۱ و از ۰/۵۱۲۷۵۰ تا ۰/۵۱۲۷۶۹ متغیر است. در نمودار $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در برابر $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه (شکل ۷)، نمونه‌های منطقه در سمت راست آرایه گوشته‌ای قرار می‌گیرند. ترکیب ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم همه نمونه‌ها به‌جز نمونه ریولیت پورفیری، همانند و تقریباً یکسان است و در نزدیکی آرایه گوشته‌ای قرار دارد. مقادیر ε_{Nd} اولیه همه نمونه‌ها مثبت و ۲/۳ تا ۲/۷ است. همچنین، همه نمونه‌ها ترکیب ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم بیشتر از BSE و CHUR دارند. نمونه ریولیت پورفیری از این دید دارای نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بیشتری در مقایسه با دیگر نمونه‌هاست.

۵- بحث

۵- ۱. تفریق ماگمایی

نزدیک بودن داده‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم (جدول ۲) و تغییرات منظم عناصر اصلی و فرعی (شکل‌های ۵ و ۶) نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه منشأ ماگمایی یکسانی دارند و آغشتگی‌های پوسته‌ای، نقش چندان آشکاری در هنگام بالاآمدن و جایگیری ماگماهای مادر آنها در پوسته نداشته است. روابط انطباقی دیده‌شده در نمودارهای هارکر (شکل ۵) همراه با الگوهای REE بهنجارشده نسبت به کندریت (شکل ۶- الف) و الگوهای عناصر فرعی بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۶- ب) در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که تفریق ماگمایی با تبلور هورنبلند کنترل شده است (Frey et al., 1978; Hanson, 1980; Nicolas & Harrison, 1980; Lang & Titley, 1998; Richards et al., 2006; Zhang et al., 2010). این تعبیر و تفسیر را می‌توان با ویژگی‌های سنگ‌شناسی مقایسه کرد. محتوای بالای آب ماگما که با حضور درشت‌بلورهای هورنبلند مشخص می‌شود و حالت اکسایشی بالای ماگما (Nakamura, 1985; Lang & Titley, 1998; Richards et al., 2001) که با حضور مگنتیت در آندزیت‌ها مشخص می‌شود (کوهستانی، ۱۳۹۰)، می‌تواند نبود بی‌هنجاری‌های منفی Eu را توضیح دهد. این عوامل به‌ترتیب سبب جلوگیری از تبلور فلدسپار در هنگام تحولات ماگمایی تا مراحل پایانی تفریق (Cullers & Graf, 1984) و حضور Eu در حالت اکسایشی ۳+ به‌جای ۲+ می‌شود که نمی‌تواند وارد ساختار فلدسپار شود (Hanson, 1980). محتوای بالای SiO_2 در برابر محتوای پایین MgO نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه همگی تفریق‌یافته هستند. در این میان، نمونه CHZ35 با پایین‌ترین میزان SiO_2 (۵۸/۸۵ درصد) و بالاترین میزان MgO (۲/۴۹ درصد) و Fe_2O_3 (۵/۰۱ درصد) به همراه میزان بالای عناصر سازگار مانند کبالت و نیکل (جدول ۱) احتمالاً نمایانگر ماگمای مادری است که سنگ‌های منطقه از آن تفریق یافته‌اند.

۵- ۲. ویژگی‌های منشأ

سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد از دید ترکیبی در دامنه حدواسط تا اسیدی قرار دارند (میزان MgO همه نمونه‌ها کمتر از ۳ درصد وزنی است) و بررسی ویژگی‌های منشأ ماگمایی آنها با بازسازی ترکیب‌های بازالتی اولیه امکان‌پذیر نیست. بنابراین، باید از ترکیب‌های ایزوتوپی و نسبت‌های عناصر ناسازگار برای این منظور استفاده کرد؛ چرا که این متغیرها کمتر تحت تأثیر تبلور کانی‌ها از ماگماهای مادر قرار می‌گیرند (Zhang et al., 2010).

همانندی در ترکیب ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم سنگ‌های منطقه، بیانگر ارتباط زایشی و منشأ یکسان ماگماهای مادر آنهاست (Weis et al., 1987). مقادیر همانند ε_{Nd} نمونه‌ها نیز نقش یکسان نبودن منشأ را رد می‌کند (Halama et al., 2003). قرارگیری نمونه‌ها در نزدیکی آرایه گوشته‌ای (شکل ۷) و مقادیر مثبت ε_{Nd} آنها نشان‌دهنده منشأ گرفتن آنها از بخش گوشته تهی‌شده است (Rollinson, 1993). مدل سنی نئودیمیم این سنگ‌ها بسیار جوان است (TDM-2=0.56-0.58 Ga، جدول ۲) که این می‌تواند نشان‌دهنده نقش سنگ‌کره گوشته‌ای جوان در تشکیل این سنگ‌ها باشد (Aydin et al., 2008). قرارگیری نمونه‌ها در سمت راست آرایه گوشته‌ای، درون چهارگوش اول نمودار تغییرات ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم (شکل ۷) نشان‌دهنده تحول ماگماهای تهی‌شده اولیه از راه آمیختگی از تبلور تفریقی و یا هضم اجزای پوسته‌ای با میزان پایین $^{143}Nd/^{144}Nd$ و میزان بالای $^{87}Sr/^{86}Sr$ است (Cole & Basu, 1995). در مورد اثر هضم اجزای پوسته‌ای به وسیله تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم در برابر SiO_2 می‌توان بحث کرد (شکل ۸). بر این اساس، تغییرات چندان مشخصی میان میزان نسبت‌های ایزوتوپی همراه با افزایش سیلیس در سنگ‌های منطقه به‌جز افزایش میزان $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ برای ریولیت پورفیری دیده نمی‌شود. افزایش نیافتن نسبت‌های ایزوتوپی همراه با افزایش سیلیس در سنگ‌های آندزیتی و داسیتی نشان می‌دهد که فرایند آمیختگی و یا هضم اجزای پوسته‌ای در این سنگ‌ها نقش چندانی نداشته و تغییرات دیده‌شده در نسبت‌های ایزوتوپی این سنگ‌ها بیشتر برآمده از تفریق مذاب با منشأ گوشته‌ای در یک سامانه بسته است (Leeman & Hawkesworth, 1986; DePaolo, 1988). نسبت بالای $^{87}Sr/^{86}Sr$ در ریولیت پورفیری منطقه می‌تواند از راه واپاشی درجای روبیدیم از زمان تشکیل این سنگ‌ها (Weis et al., 1987) و یا تبادل ژئوشیمیایی ماگمای اسیدی با سنگ‌های پوسته میزبان اتاقک ماگمایی ایجاد شده باشد. با توجه به میزان بالای روبیدیم در سنگ‌های ریولیتی (جدول ۱)، این فرایندها می‌توانند عامل مؤثری باشند. البته مقادیر مثبت و همانند ε_{Nd} برای هر دو سنگ‌های حدواسط و اسیدی منطقه (Weis et al., 1987)، همانندی خاستگاهی این سنگ‌های آتشفشانی را نشان می‌دهد.

وجود بی‌هنجاری‌های منفی Ta، Nb و Ti در الگوی عناصر فرعی بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه برای سنگ‌های منطقه می‌تواند برآمده از ۳ فرایند باشد (Zhang et al., 2010): ۱) ذوب بخشی منشأ دارای کانی‌های غنی از عناصر HFSE (مانند روتیل و یا ایلمنیت) به عنوان فازهای باقیمانده؛ ۲) آلودگی پوسته‌ای در هنگام جایگیری ماگما و ۳) متاسوماتیسم مرتبط با فرورانش. اگر روتیل در هنگام ذوب بخشی در منشأ باقی مانده باشد، مذاب‌های مادر برآمده از این منشأهای گوشته‌ای نیز باید بی‌هنجاری‌های منفی Zr و Ti داشته باشند. وجود بی‌هنجاری‌های منفی این عناصر در الگوی عناصر فرعی بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه سنگ‌های منطقه (شکل ۶-ب) نشان‌دهنده وجود روتیل باقیمانده در مذاب منشأ است. از آنجایی که آغشتگی‌های پوسته‌ای نقش چندان آشکاری در هنگام بالاآمدن و جایگیری ماگماها نداشته‌اند، بنابراین نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم دیده‌شده بیشتر باید از مذاب منشأ گرفته باشد.

مطالعات پیشین نشان‌دهنده فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس به زیر صفحه ایران در زمان مزوزوییک پایانی- ترشیری است (Alavi, 1991; Jankovic, 1997; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2005; Ghasemi & Talbot, 2005). سیال‌های آزادشده از پوسته اقیانوسی و رسوبات پلاژیک همراه آن معمولاً از عناصر LILE و LREE در مقایسه با عناصر HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Morris et al., 1990; Hawkesworth et al., 1993; MacDonald et al., 2000; Zhang et al., 2010). این سیال‌ها سبب متاسوماتیسم گوشته سنگ‌کره‌ای و غنی‌شدگی آن از عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE می‌شوند. تغییرات ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد را می‌توان با فرورانش صفحه اقیانوسی نوتتیس تفسیر کرد. هرچند بسیاری از پژوهشگران (Berberian et al., 1982; Hrbek & Meyer, 2003; Mohajjel et al., 2003; McQuarrie et al., 2003; Agard et al., 2005) ابتدای میوسن را زمان برخورد صفحه عربی با ایران دانسته‌اند و بر این باورند که در این زمان فرورانش پوسته اقیانوسی پایان یافته، ولی به باور پژوهشگران دیگر (Homke et al., 2004; Molinaro et al., 2005a & b; Omrani et al., 2008) زمان برخورد، میوسن پایانی بوده است. داده‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم ماگماهای با منشأ گوشته استنوسفری تهی‌شده را منشأ سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد نشان می‌دهد.

در الگوی عناصر فرعی بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۶- ب)، سنگ‌های ریولیتی بی‌هنجاری‌های مثبتی از سرب نشان می‌دهند در حالی که آندزیت‌ها معمولاً بی‌هنجاری‌های منفی از این عنصر دارند. تمرکز مثبت سرب در ریولیت‌ها می‌تواند بیانگر منشأ گرفتن آنها از مذاب‌های پوسته‌ای و یا درجات بیشتر آغشتگی‌های پوسته‌ای در ماگمای مادر این سنگ‌ها نسبت به آندزیت‌ها باشد (Richards et al., 2006). با این وجود، فراوانی یکسان عناصر U و Th در سنگ‌های ریولیتی و آندزیتی نشان می‌دهد که ریولیت‌ها، بخش‌های تفریق‌یافته‌تر ماگماهای آندزیتی با درجات متفاوتی از آغشتگی پوسته‌ای هستند. مقادیر همانند $^{143}Nd/^{144}Nd$ این سنگ‌ها و نسبت‌های بالاتر $^{87}Sr/^{86}Sr$ در ریولیت پورفیری نیز نشان می‌دهد که ریولیت‌ها دچار درجات بیشتری از هضم اجزای پوسته‌ای و یا تبلور تفریقی در مقایسه با سنگ‌های آندزیتی و داسیتی شده‌اند.

۵- ۳. رخدادهای ماگمایی و کانه‌زایی میوسن بالایی

پژوهشگرانی چون Molinaro (2004)، Molinaro et al. (2005a & b)، Agard et al. (2005) و Omrani et al. (2008) سازوکار شکسته‌شدن پوسته اقیانوسی (Slab-break-off) را برای موقعیت ژئودینامیکی زیر ایران در فاصله زمانی ۵ تا ۱۰ میلیون سال پیش پیشنهاد می‌کنند. پس از شکسته‌شدن پوسته اقیانوسی، این پوسته در نرم‌کره فرو رفته و سبب جابه‌جایی و حرکت نرم‌کره به‌سوی بالا شده است. بالا آمدن نرم‌کره سبب ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده می‌شود. بر پایه نشانه‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، ماگماهای مادر سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد آمیزه‌ای از گوشته نرم‌کره‌ای بدون آب و تهی از عناصر ناسازگار و گوشته سنگ‌کره‌ای غنی‌شده از آب و عناصر LILE و LREE است که به‌وسیله سامانه‌های گسلی امتدادلغز موجود در منطقه (کوهستانی، ۱۳۹۰؛ کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Kouhestani et al., 2012) در سطوح پوسته‌ای کم‌ژرفا جایگزین شده‌اند. این ماگماها با درجات متفاوت تبلور تفریقی و هضم اجزای پوسته‌ای، انواع مختلف سنگ‌ها از آندزیت، داسیت تا ریولیت را در محدوده کانسار چاه‌زرد ایجاد کرده‌اند.

مطالعات کوهستانی (۱۳۹۰)، کوهستانی و همکاران (۱۳۹۲) و Kouhestani et al. (2012) نشان داد که ویژگی‌های کانی‌شناسی، دگرسانی، میانبارهای سیال و ایزوتوپی پایدار کانسار چاه‌زرد همانند کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین تا حدواسط در دیگر نقاط دنیا است (White & Hedenquist, 1990; Hedenquist et al., 1996; Sillitoe, 1999; Sillitoe & Hedenquist 2003;

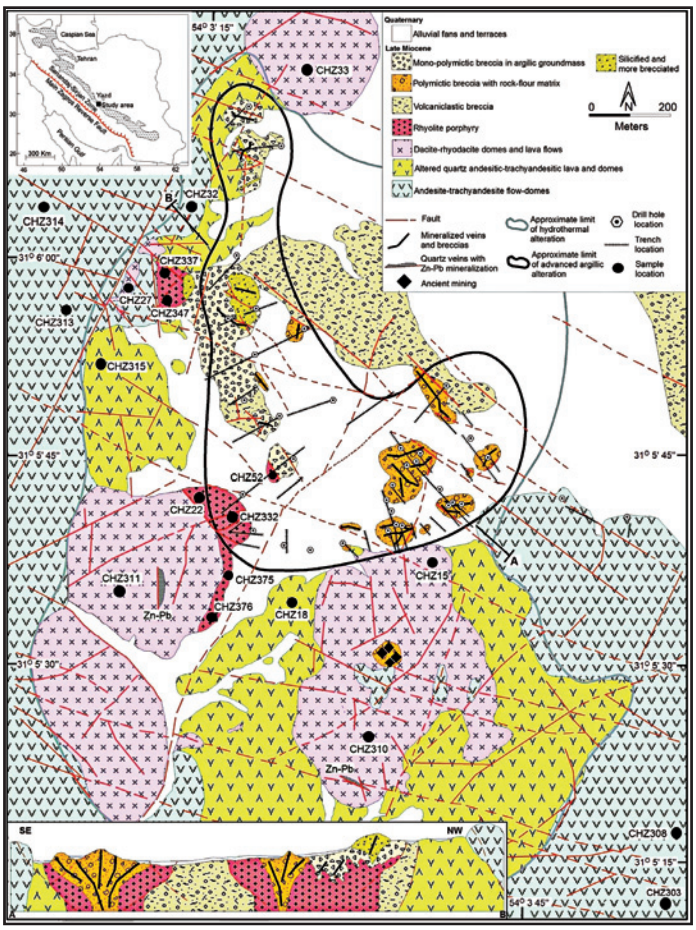
Einaudi et al., 2003; Yilmaz et al., 2007, 2010). کانه‌زایی نقره و طلا در ارتباط مکانی نزدیک با ریولیت پورفیری، درون برش‌های پلی‌میکتیک و مونو- پلی‌میکتیک رخ داده است (شکل ۱). ماگماهای آندزیتی و داسیتی به دلیل جدا شدن سریع از منشأ و عدم توقف در پوسته به مرحله اشباع از آب نرسیده‌اند و بدون کانی‌سازی هستند. در برابر آن، ماگماهای ریولیتی با ایستادن بیشتر در پوسته، سبب گسترش کلاهک‌های اشباع از آب در بخش‌های بالایی سامانه ماگمایی و تشکیل برش‌های فراتوماگمایی شده‌اند. اگرچه ریولیت میزبان بخش‌های کانه‌دار نیست، ولی تشکیل برش‌ها همزمان و به‌دنبال جایگزینی نزدیک به سطح این ماگماها (۶/۱۹±۰/۲۴ میلیون سال، کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Kouhestani et al., 2012) در منطقه رخ داده است. گنبدهای نیمه‌آتشفشانی ریولیتی افزون بر گسترش و تشکیل برش‌ها، به عنوان منشأ سیال‌های ماگمایی (بر پایه نشانه‌های ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد (کوهستانی، ۱۳۹۰)) و یا منبع حرارتی برای جریان سیال‌های کانه‌ساز از بخش‌های ژرف به محیط‌های کم‌ژرفا رفتار کرده‌اند. افزون بر این، رخداد ضعیف کانی‌سازی در این گنبدها (کوهستانی، ۱۳۹۰) بیانگر نقش نسبی این سنگ‌ها در ته‌نشست فلزات گرانبها از سیال‌های کانه‌ساز به‌وسیله دگرسانی سولفیدی است.

۶- نتیجه‌گیری

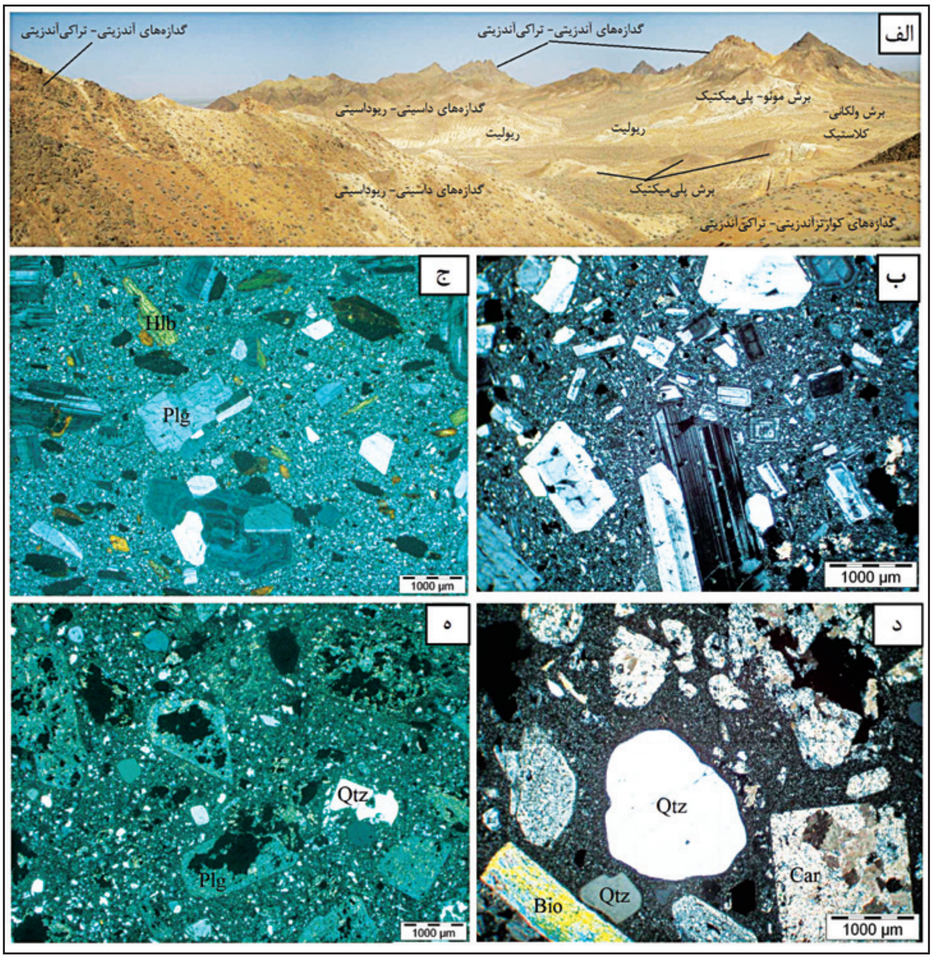
- سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار نقره- طلای چاه‌زرد ویژگی کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا دارند و در محدوده کمان‌های ماگمایی قرار می‌گیرند. داده‌های ژئوشیمیایی، بیانگر یک روند تفریق مشخص در سنگ‌های منطقه است.
- الگوی قاشقی‌شکل عناصر خاکی کمیاب و نبود بی‌هنجاری‌های Eu در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که تبلور هورنبلند، نقش کنترل‌کننده اصلی در تفریق ماگمایی و تکامل سنگ‌های منطقه داشته است.
- نزدیک بودن داده‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم و تغییرات منظم عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های منطقه، بیانگر منشأ ماگمایی یکسان برای آنهاست و نشان می‌دهد آغشتگی‌های پوسته‌ای، نقش چندان آشکاری در هنگام بالاآمدن و جایگیری ماگماهای مادر آنها نداشته است.
- ماگماهای ریولیتی که ارتباط زایشی نزدیکی با کانه‌زایی دارند، احتمالاً محصول پایانی تفریق ماگماهای با ترکیب آندزیتی هستند که دچار درجات متفاوتی از هضم اجزای پوسته‌ای شده‌اند. ماگماهای آندزیتی، محصول ذوب بخشی آمیزه‌ای از گوشته نرم‌کره‌ای بدون آب و تهی از عناصر ناسازگار و گوشته سنگ‌کره‌ای غنی‌شده از آب و عناصر LILE و LREE می‌باشند که در پاسخ به شکسته‌شدن پوسته اقیانوسی فرورو و بالا آمدن گوشته آستنوسفری تولید شده‌اند.

سپاسگزاری

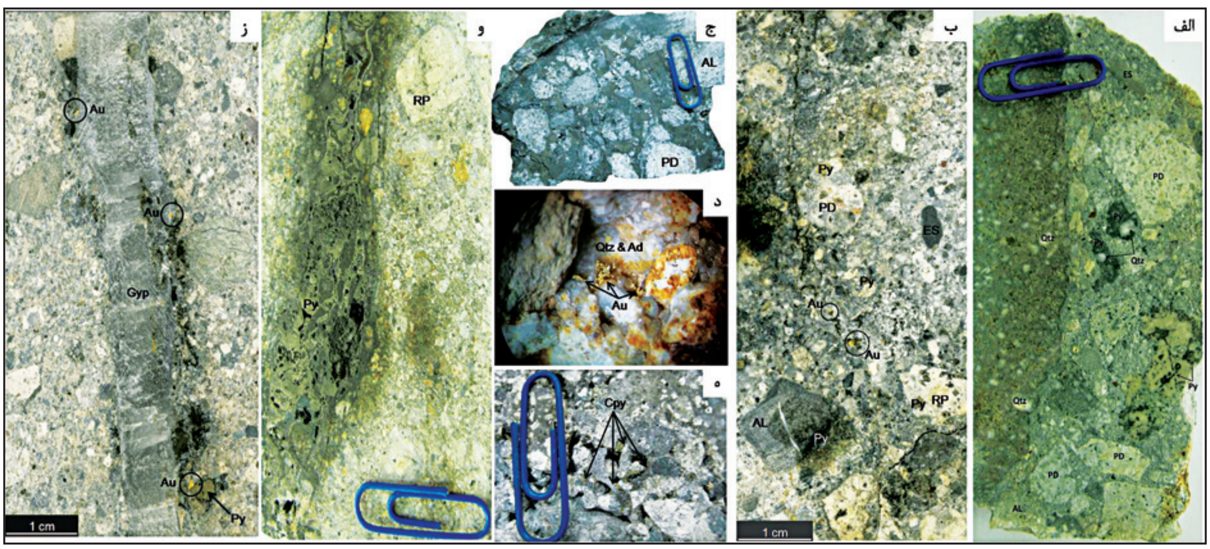
نگارندگان بر خود لازم می‌دانند از شرکت پرشین‌گلد به‌دلیل اجازه انتشار داده‌های منتشر نشده آن شرکت و همچنین فراهم‌آوردن امکانات اسکان در منطقه و نیز از مهندس رشیدی، مدیر دفتر تهران این شرکت برای همکاری‌های فراوانشان به‌طور ویژه سپاسگزاری کنند. تجزیه‌های XRF و ICP-MS با حمایت مالی شرکت‌های ioGlobal استرالیا و ACME کانادا (کمک هزینه دانشجویی شماره VAN10001129) انجام شده است. نگارندگان از D. Lawie و M. Carey از شرکت ioGlobal و L. Greenlaw و J. Gravel از شرکت ACME برای این حمایت به‌طور ویژه سپاسگزاری می‌کنند. از حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس و مرکز عالی تحقیقاتی کانسارها، دانشگاه تاسمانیا به‌دلیل حمایت‌های مالی در انجام این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.



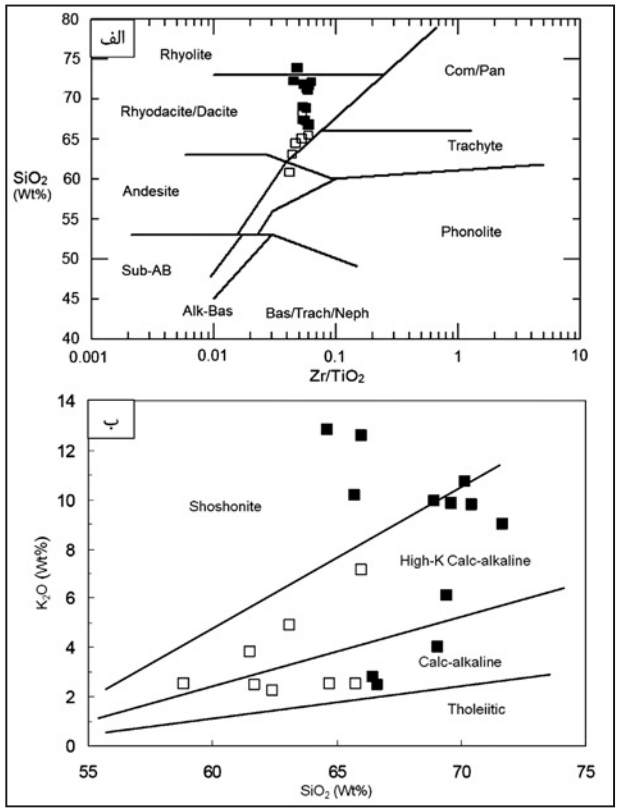
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی کانسار چاه‌زرد (با تغییرات از کوهستانی، ۱۳۹۰؛ Kouhestani et al., 2012)، نشان‌دهنده موقعیت واحدهای آتشفشانی و توده‌های برشی منطقه. دایره‌های سیاه نشان‌دهنده موقعیت نمونه‌های برداشت‌شده برای تجزیه‌های ژئوشیمی است. موقعیت نمونه CHZ35 خارج از محدوده این نقشه قرار دارد.



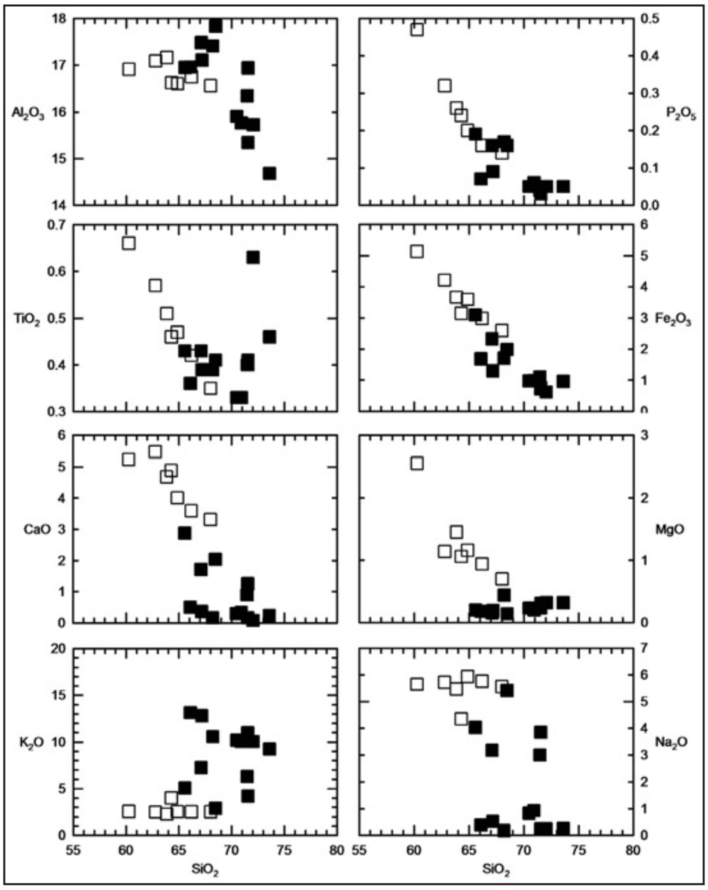
شکل ۲-الف) تصویری پانوراما از واحدهای آتشفشانی محدوده کانسار چاه‌زرد. دید به‌سوی شمال‌باختری. ارتفاعات بلند، گدازه‌های آندزیتی- تراکی‌آندزیتی هستند و واحدهای اسیدی‌تر به‌صورت تپه‌های کم‌ارتفاع در بخش مرکزی رخنمون دارند؛ ب) نمایی میکروسکوپی از گدازه آندزیتی- تراکی‌آندزیتی دارای درشت‌بلورهای فراوان پلاژیوکلاز درون زمینه‌ای ریزبلور دارای فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز؛ ج) نمایی میکروسکوپی از کانی‌های خودشکل و نیمه‌خودشکل پلاژیوکلاز و هورنبلند در گدازه‌های آندزیتی- تراکی‌آندزیتی در جنوب خاوری منطقه؛ د) نمایی میکروسکوپی از گنبدهای داسیتی- ریوداسیتی منطقه دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلازهای سریسیتی و کربناتی‌شده، کوارتز نیمه‌گرد و بیوتیت درون زمینه ریزبلور؛ ه) نمایی میکروسکوپی از گنبد ریولیتی منطقه دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز سریسیتی‌شده و کوارتزهای نیمه‌گرد و خلیجی درون زمینه ریزبلور دارای پلاژیوکلاز و کوارتز؛ تصویرهای ب تا ه در نور پلاریزه متقاطع گرفته شده‌اند. Bio: بیوتیت، Car: کربنات، Hbl: هورنبلند، Plg: پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز.



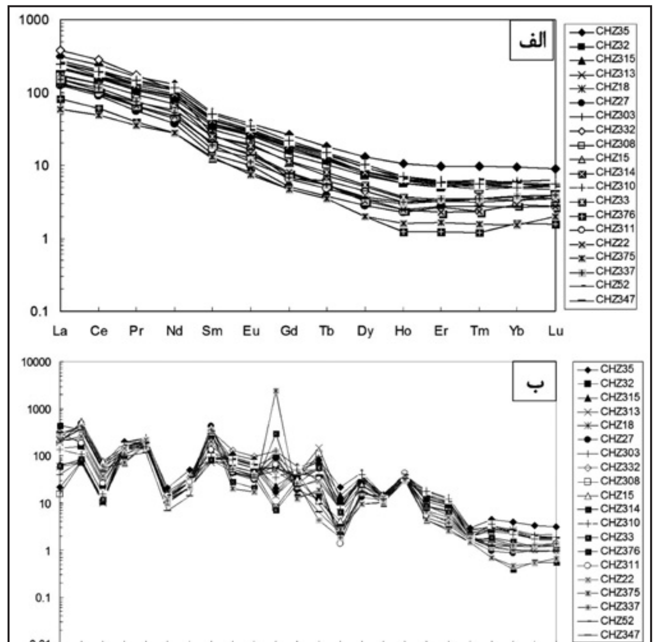
شکل ۳- نمایی از کانه‌زایی در مقیاس نمونه دستی در کانسار چاه‌زرد؛ الف) برش پلی‌میکتیک با سیمان سیلیسی- سریسیتی دارای کلاست داسیتی با پیریت‌های دانه‌پراکنده و رگه‌های پیریتی تکه‌شده مرحله اول کانه‌زایی (پایین- سمت راست)؛ دو کلاست پیریتی- کوارتزی مربوط به مرحله اول نیز در تصویر (وسط- بالا) دیده می‌شود. کلاست درشت سمت چپ تصویر، کلاست ریولیت پورفیری با فنوکریست‌های درشت کوارتزی است؛ ب) برش پلی‌میکتیک با سیمان کوارتز- آدولاریا دارای ذرات طلا (الکتروم) هم‌رشد با پیریت و کوارتز مربوط به مرحله دوم کانه‌زایی؛ ج) مرحله دوم کانه‌زایی به‌صورت برش پلی‌میکتیک با کلاست‌های برگشته دارای سیمان پیریت- پیریت آرسنیک‌دار؛ د) ذرات طلای آزاد در سیمان کوارتز- آدولاریا در برش‌های پلی‌میکتیک مربوط به مرحله دوم کانه‌زایی؛ ه) برش پلی‌میکتیک با سیمان کوارتز- کالکوپیریت مربوط به مرحله دوم کانه‌زایی؛ و) مرحله سوم کانه‌زایی به‌صورت رگه‌های کوارتز- پیریت کلوفرمی قطع‌کننده برش پلی‌میکتیک سریسیتی‌شده؛ ز) رگه‌های نازک کوارتز- پیریت- سولفید فلزات پایه دارای ذرات طلا (الکتروم) مرحله چهارم کانه‌زایی که رگه‌های ژیپسی تأخیری روی آنها رشد کرده است. Ad: آدولاریا، Au: طلا، Cpy: کالکوپیریت، Gyp: ژیپس، Py: پیریت، Qtz: کوارتز، AL: گدازه آندزیتی، ES: سنگ‌های رسوبی ائوسن، PD: داسیت پورفیری، RP: ریولیت پورفیری.



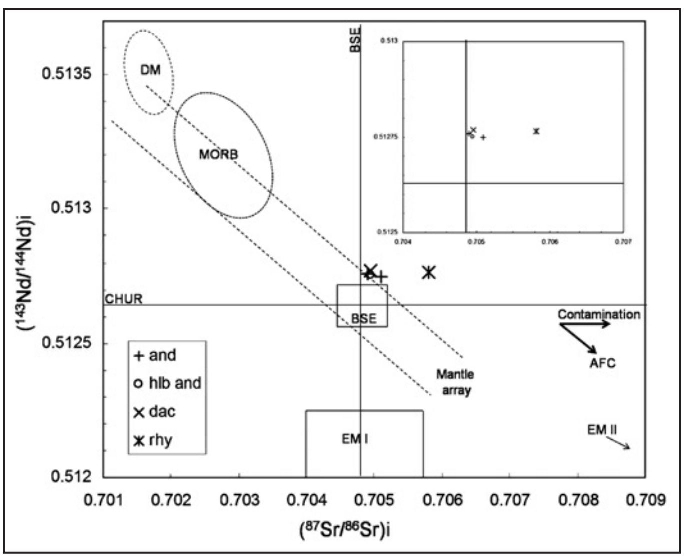
شکل ۴- الف) نمودار نسبت Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester & Floyd, 1977)، نشان‌دهنده ترکیب سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی سالم و کمتر دگرسان‌شده میزبان کانسار چاه‌زرد؛ ب) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی سالم و کمتر دگرسان‌شده میزبان کانسار چاه‌زرد (داده‌ها از جدول ۱ و بر پایه محاسبه دوباره به ۱۰۰ درصد، بدون مواد فرار). مربع‌های توپر، سنگ‌های اسیدی و مربع‌های توخالی، سنگ‌های میانه هستند.



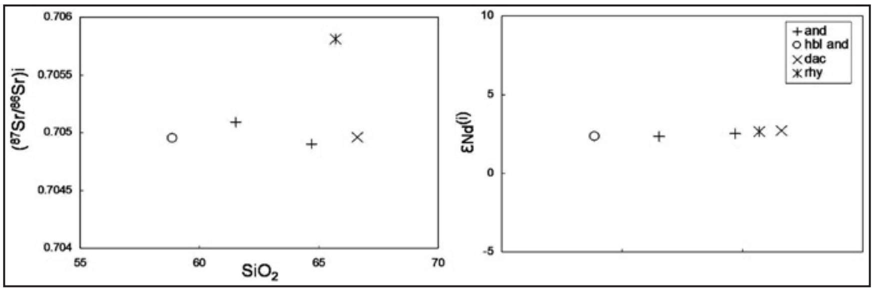
شکل ۵- نمودار اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی سالم و کمتر دگرسان‌شده میزبان کانسار چاه‌زرد (داده‌ها از جدول ۱ و بر پایه محاسبه دوباره به ۱۰۰ درصد، بدون مواد فرار). راهنما همانند شکل ۴ است.



شکل ۶- نمودار عنکبوتی داده‌های الف) عناصر خاکی کمیاب و ب) فرعی برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی سالم و کمتر دگرسان‌شده میزبان کانسار چاه‌زرد که به‌ترتیب نسبت به کندریت و گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند.



شکل ۷- نمودار تغییرات ایزوتوپی Sr-Nd (Aydin et al., 2008) برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد، نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌ها در سمت راست آرایه گوشته‌ای (داده‌ها از جدول ۲). موقعیت BSE (Bulk Silicate Earth) (Hart et al., 1992)، گوشته تهی‌شده (Depleted Mantle: DM)، گوشته غنی‌شده (Enriched Mantle: EM I, EMII) و مورب (Mid-Oceanic Ridge Basalt: MORB) (Zindler & Hart, 1986) برای مقایسه نشان داده است. AFC: Assimilation and Fractional Crystallization



شکل ۸- نمودار تغییرات $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه و ε_{Nd} اولیه در برابر SiO_2 برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد.

علایم اختصاری: And: آندزیت، Dac: داسیت، H-And: هورنبلند آندزیت، Q-And: کوارتز آندزیت، T-And: تراکی آندزیت، Rhy: ریولیت، R-Dac: ریوداسیت

Sample no.	**CHZ-15**	**CHZ-18**	**CHZ-22**	**CHZ-27**	**CHZ-32**	**CHZ-33**	**CHZ-35**	**CHZ-52**	**CHZ-303**	**CHZ-308**
Lithology	Dac	Q-And	Rhy	Dac	T-And	Dac	H-And	Rhy	T-And	T-And
Weight %										
SiO_2	65.99	63.10	69.40	64.61	61.52	66.61	58.85	70.43	64.69	65.74
Al_2O_3	16.81	16.31	15.86	16.58	15.90	16.22	16.51	15.37	16.55	16.63
Fe_2O_3	1.27	2.97	1.07	1.64	3.00	2.54	5.01	0.60	3.58	2.96
CaO	0.35	2.76	0.86	0.49	4.67	3.24	5.11	0.07	4.00	3.56
MgO	0.19	0.19	0.22	0.18	1.01	0.69	2.49	0.31	1.16	0.93
Na_2O	0.50	3.88	2.91	0.37	4.16	5.45	5.52	0.23	5.92	5.72
K_2O	12.58	4.88	6.10	12.82	3.84	2.47	2.50	9.81	2.52	2.50
TiO_2	0.38	0.41	0.39	0.35	0.44	0.34	0.64	0.62	0.47	0.42
MnO	0.02	0.19	0.01	0.01	0.10	0.05	0.10	0.01	0.07	0.06
P_2O_5	0.09	0.18	0.04	0.07	0.23	0.14	0.46	0.05	0.20	0.16
LOI	1.8	3.9	3.0	2.3	4.5	2.1	2.4	2.3	0.3	0.7
S (%)	0.15	0.38	0.33	0.35	0.09	0.12	0.05	0.13	0.06	0.05
Sum	100.13	99.15	100.19	99.77	99.46	99.97	99.64	99.93	99.52	99.43
	CHZ-310	**CHZ-311**	**CHZ-313**	**CHZ-314**	**CHZ-315**	**CHZ-332**	**CHZ-337**	**CHZ-347**	**CHZ-375**	**CHZ-376**
	Dac	R-Dac	And	T-And	And	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy
SiO_2	66.42	69.05	62.42	66.00	61.67	65.71	70.13	71.67	69.60	68.90
Al_2O_3	17.29	16.35	16.77	17.19	16.79	16.77	15.04	14.29	15.47	15.54
Fe_2O_3	1.92	0.73	3.58	2.28	4.14	1.64	0.70	0.93	0.97	0.95
CaO	1.97	1.21	4.57	1.68	5.37	0.15	0.16	0.23	0.32	0.28
MgO	0.14	0.30	1.42	0.15	1.12	0.42	0.24	0.31	0.20	0.22
Na_2O	5.26	3.72	5.35	3.13	5.62	0.16	0.23	0.24	0.90	0.80
K_2O	2.80	4.03	2.22	7.12	2.46	10.18	10.75	8.99	9.87	9.94
TiO_2	0.40	0.40	0.50	0.42	0.56	0.38	0.39	0.45	0.32	0.32
MnO	0.01	0.01	0.07	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P_2O_5	0.16	0.03	0.25	0.16	0.31	0.16	0.04	0.05	0.06	0.05
LOI	3.1	3.6	2.3	1.7	1.8	3.8	2.0	2.7	1.9	2.3
S (%)	0.33	0.38	0.07	0.06	0.05	0.54	0.14	0.25	0.29	0.33
Sum	99.80	99.81	99.52	99.91	99.95	99.92	99.83	100.12	99.91	99.64
	CHZ-15	**CHZ-18**	**CHZ-22**	**CHZ-27**	**CHZ-32**	**CHZ-33**	**CHZ-35**	**CHZ-52**	**CHZ-303**	**CHZ-308**
ppm										
Ba	1487	1392	1526	3740	1346	1076	1648	1881	1423	1135
Be	<1	2	1	<1	1	1	3	<1	2	2
Co	0.6	3.2	0.5	0.3	4.6	4.4	12.4	0.5	6.2	5.0
Cs	6.0	6.9	6.7	6.3	4.6	2.0	0.7	6.6	1.3	0.5
Ga	18.8	19.7	20.0	15.2	19.5	20.5	19.4	14.5	19.8	19.4
Hf	3.8	3.8	4.2	3.6	3.5	3.5	4.2	4.2	4.3	4.1
Nb	9.2	9.8	8.7	9.0	8.1	7.2	14.9	10.4	12.3	8.9
Rb	345.4	147.0	167.3	308.5	102.7	53.7	49.1	248.4	50.6	48.1
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1
Sr	233.8	1053	621.2	253.6	1187	1195	1776	200.5	1655	2299
Ta	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.3	0.7	0.5	0.5	0.4

ادامه جدول ۱

Sample no.	CHZ-15	CHZ-18	CHZ-22	CHZ-27	CHZ-32	CHZ-33	CHZ-35	CHZ-52	CHZ-303	CHZ-308
ppm										
Th	13.3	13.3	12.2	11.3	12.3	8.7	17.0	14.7	16.8	11.9
U	3.5	4.5	4.6	3.4	3.8	4.4	4.7	3.9	5.1	3.8
V	46	55	46	46	70	44	123	58	69	55
W	5.1	2.5	12.4	7.8	1.2	<0.5	1.4	10.5	1.1	0.7
Zr	131.1	156.6	146.3	128.1	146.6	110.7	165.3	172.7	170.8	154.8
Y	5.8	12.0	4.5	4.0	10.6	6.9	17.8	11.4	12.5	9.9
La	39.8	51.1	36.1	29.5	50.2	31.5	75.0	59.6	64.7	41.5
Ce	80.6	99.1	64.9	55.6	95.9	62.5	147.7	113.9	125.7	82.2
Pr	8.85	10.56	6.28	5.30	10.25	6.96	15.58	12.07	13.68	8.81
Nd	32.4	41.2	22.4	17.7	38.5	26.7	59.7	44.6	50.0	32.6
Sm	3.87	5.71	3.08	2.16	5.30	3.79	8.08	6.24	6.90	4.76
Eu	1.14	1.61	0.84	0.58	1.48	1.07	2.18	1.75	1.82	1.31
Gd	2.26	3.61	1.64	1.06	3.37	2.33	5.36	3.58	4.10	2.90
Tb	0.27	0.45	0.20	0.14	0.44	0.30	0.68	0.47	0.55	0.38
Dy	1.29	2.08	0.82	0.71	1.93	1.36	3.33	2.12	2.37	1.85
Ho	0.20	0.35	0.14	0.13	0.32	0.21	0.59	0.37	0.40	0.32
Er	0.52	0.94	0.38	0.44	0.82	0.57	1.60	0.97	1.02	0.87
Tm	0.09	0.14	0.06	0.06	0.14	0.09	0.25	0.16	0.15	0.12
Yb	0.62	0.94	0.49	0.49	0.82	0.57	1.63	0.97	1.03	0.85
Lu	0.09	0.13	0.07	0.07	0.12	0.09	0.23	0.13	0.16	0.13
Mo	0.1	0.2	1.1	0.5	0.2	<0.1	0.4	<0.1	0.2	0.2
Cu	7.2	2.6	5.3	21.4	21.7	7.4	19.8	5.8	3.3	4.0
Pb	13.0	10.1	9.1	16.7	10.1	1.3	3.2	9.9	2.8	1.5
Zn	19	3473	2	4	36	47	44	8	33	15
Ni	1.3	9.6	0.8	0.7	3.3	3.5	9.5	0.8	2.1	0.7
As	106.6	1.1	20.9	1645.0	2.9	5.3	2.2	48.4	20.1	<0.5
Cd	<0.1	10.8	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	1.4	0.2	0.1	2.2	1.1	<0.1	<0.1	3.2	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	0.02	0.01	<0.01	0.04	0.03	<0.01	<0.01	0.06	<0.01	<0.01
Tl	0.4	0.2	0.2	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	1.5	<0.1	<0.1
Se	<0.5	2.0	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
	CHZ-310	**CHZ-311**	**CHZ-313**	**CHZ-314**	**CHZ-315**	**CHZ-332**	**CHZ-337**	**CHZ-347**	**CHZ-375**	**CHZ-376**
Ba	1340	1045	1161	1142	1243	4501	1160	1611	2016	3226
Be	1	1	2	2	2	1	<1	<1	1	1
Co	0.8	0.3	7.9	1.6	8.5	0.6	0.5	0.5	1.0	0.8
Cs	4.4	9.8	1.9	14.1	2.1	8.4	9.4	10.1	6.6	6.8
Ga	20.6	20.3	19.6	20.3	19.7	21.5	17.8	15.0	17.2	16.1
Hf	3.8	4.6	3.6	3.7	3.9	3.6	3.3	3.5	3.2	3.5
Nb	9.8	10.3	8.6	8.8	9.7	9.2	8.1	4.9	7.1	7.4
Rb	68.8	118.2	45.0	230.6	47.7	289.9	274.9	220.9	241.2	244.1
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1
Sr	1063	684.3	3168	756.9	1591	605.8	91.6	135.7	397.1	351.4
Ta	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2	0.3	0.3

Sample no.	CHZ-310	CHZ-311	CHZ-313	CHZ-314	CHZ-315	CHZ-332	CHZ-337	CHZ-347	CHZ-375	CHZ-376
ppm										
Th	13.6	12.4	11.4	11.9	13.5	17.1	9.6	8.3	6.1	6.0
U	4.5	3.7	3.3	3.4	4.0	3.8	3.3	2.5	4.0	3.6
V	53	53	75	59	86	55	49	49	32	30
W	1.6	3.1	0.8	1.5	0.9	5.5	5.7	18.4	2.9	4.5
Zr	133.3	157.8	145.7	137.3	151.2	137.5	131.2	134.1	114.0	116.7
Y	9.8	5.4	10.9	10.8	11.3	5.5	5.6	4.5	2.1	1.8
La	57.9	32.1	52.1	59.7	60.3	90.4	36.0	30.7	14.1	19.4
Ce	119.8	59.3	100.7	104.8	117.9	173.5	70.4	59.8	30.1	37.4
Pr	13.86	6.02	10.94	11.89	12.72	16.71	7.19	6.21	3.40	3.79
Nd	54.6	20.8	42.4	44.3	49.9	50.1	24.5	22.5	13.1	13.1
Sm	7.80	2.54	5.50	6.31	6.56	4.02	2.95	3.19	2.01	1.92
Eu	2.01	0.73	1.51	1.66	1.69	0.93	0.64	0.81	0.43	0.47
Gd	4.51	1.32	3.63	3.82	3.98	1.38	1.42	1.56	0.97	0.96
Tb	0.56	0.18	0.44	0.49	0.51	0.23	0.20	0.20	0.13	0.13
Dy	2.58	0.87	2.11	2.05	2.40	1.13	0.94	0.90	0.51	0.51
Ho	0.40	0.17	0.37	0.35	0.37	0.18	0.18	0.14	0.09	0.07
Er	0.96	0.53	0.89	0.90	1.00	0.54	0.58	0.45	0.27	0.20
Tm	0.14	0.09	0.14	0.13	0.15	0.08	0.09	0.07	0.04	0.03
Yb	0.84	0.57	0.86	0.87	0.96	0.57	0.64	0.45	0.26	0.27
Lu	0.14	0.10	0.13	0.13	0.14	0.09	0.10	0.07	0.05	0.04

ادامه جدول ۱

Sample no.	**CHZ-310**	**CHZ-311**	**CHZ-313**	**CHZ-314**	**CHZ-315**	**CHZ-332**	**CHZ-337**	**CHZ-347**	**CHZ-375**	**CHZ-376**
ppm										
Mo	0.2	0.1	0.4	0.2	0.3	0.3	1.2	0.8	3.2	0.5
Cu	1.4	1.6	16.8	3.6	21.7	18.6	2.4	6.2	27.7	16.0
Pb	6.5	12.1	2.7	17.9	4.3	23.5	23.6	17.5	448.9	55.5
Zn	15	49	40	40	46	15	<1	3	8	5
Ni	0.8	0.6	6.8	1.6	6.9	0.5	0.4	0.7	2.9	2.7
As	<0.5	29.8	<0.5	9.2	<0.5	609.7	353.7	61.1	127.7	103.5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1
Sb	0.3	0.4	<0.1	0.5	<0.1	3.1	2.5	1.3	1.7	0.8
Bi	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.02	<0.01	1.15	0.41
Tl	0.2	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	0.6	0.3	0.2	0.2
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

جدول ۲- داده‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزبان کانسار چاه‌زرد. سن ۶/۲ میلیون سال برای تصحیح سنی استفاده شده است.

Sample no.	CHZ32	CHZ33	CHZ35	CHZ303	CHZ332
Lithology	Trachyandesite	Dacite	Hornblende andesite	Andesite	Rhyolite
Sr (ppm)	1187.3	1194.8	1775.7	1654.7	605.8
Rb (ppm)	102.7	53.7	49.1	50.6	289.9
$^{87}Rb/^{86}Sr$	0.250300	0.130000	0.080000	0.088400	1.383900
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.705115	0.704967	0.704955	0.704910	0.705933
±2se	0.000015	0.000013	0.000016	0.000015	0.000014
Nd (ppm)	38.5	26.7	59.7	50	50.1
Sm (ppm)	5.3	3.79	8.08	6.9	4.02
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.083272	0.085864	0.081869	0.083476	0.048537
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512753	0.512772	0.512754	0.512763	0.512767
±2se	0.000011	0.000010	0.000011	0.000008	0.000013
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	0.705093	0.704956	0.704948	0.704902	0.705811
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	0.512750	0.512769	0.512751	0.512760	0.512765
$\varepsilon_{Nd(i)}$	2.333054	2.701642	2.353671	2.527965	2.633631
TDM-2 (Ga)	0.58	0.56	0.58	0.57	0.56

کتابنگاری

پرشین‌گلد، ۱۳۸۷- گزارش پایان عملیات اکتشافی در کانسار نقره- طلای چاه‌زرد، سازمان صنایع و معادن استان یزد، چاپ نشده، ۶۰ ص.

کوهستانی، ح.، ۱۳۹۰- زمین‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی ایزوتوپی و خاستگاه کانسار نقره- طلای چاه‌زرد، جنوب باختری یزد. رساله دکترا، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.

کوهستانی، ح.، قادری، م.، امامی، م. ه. و زاو، خ.، ۱۳۹۲- کانسار چاه‌زرد: کانه‌زایی اپی‌ترمال با میزبان برشی در کمربند ارومیه- دختر. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و دوم، شماره ۸۷، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحات ۹ تا ۲۴.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences, 94:401-419.

Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103:983-992.

Aydin, F., Karsli, O. & Chen, B., 2008- Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. Lithos, 104:249–266.

Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and central Iran. Journal of the Geological Society of London, 139:605-614.

Cole, R. B. & Basu, A. R., 1995- Nd-Sr isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in western California. GSA Bulletin, 107:167–179.

Cullers, R. L. & Graf, J. L., 1984- Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silisic rocks – Ore petrogeneses. In: Henderson, P., (ed) Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Netherlands Elsevier, pp 275-316.

DePaolo, D. J., 1988- Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Springer-Verlag, New York.

Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W. & Inan, E. E., 2003- Sulfidation state of hydrothermal fluids: the porphyry-epithermal transition and beyond. In: Simmons, SF, Graham IJ (eds) Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth. Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10:285-313.

Frey, F. A., Chappell, B. W. & Roy, S. D., 1978- Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne intrusive series Sierra Nevada batholith California. Geology, 6:239-242.

Ghasemi, A. & Tlabot, C. J., 2005- A new tectonic scenario for the Sanandaj-irjan zone (Iran). Journal of Asian Earth Science, 26:683–693.

Goldstein, S. L., O'Nions, R. K. & Hamilton, P. J., 1984- A Sm-Nd isotopic study of the atmospheric dust and particulates from major river systems. Earth and Planetary Science Letters, 70:221–236.

Halama, R., Wenzel, T., Upton, B. G. J., Siebel, W. & Markl, G., 2003- A geochemical and Sr-Nd-O isotopic study of the Proterozoic Eriksfjord Basalts, Gardar Province, South Greenland: Reconstruction of an OIB signature in crustally contaminated rift-related basalts. Mineralogical Magazine, 67:831–853.

Hanson, G. N., 1980- Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. Annual Review of Earth Planetary Sciences, 8:371-406.

Hart, S., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. & Whitehead, J. A., 1992- Mantle plumes and entrainment. Science, 256:517–520.

Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M. & McDermott, F., 1993- Mantle and slab contributions in arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 21:175–204.

Hedenquist, J. W., Izawa, E., Arribas, A. & White, N. C., 1996- Hydrothermal system in volcanic arcs, origin of the exploration for epithermal gold deposits: a short course at Mineral Resource Department. Geological Survey of Japan, Higashi 1-1-3, Tsukuba 305, Japan, 139 p.

Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, H. & Karpuz, R., 2004- Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push–e Kush Arc (Lurestan Province, Iran). Earth and Planetary Science Letters, 225:397–410.

Hrbek, T. & Meyer, A., 2003- Closing of the Tethys Sea and the phylogeny of Eurasian killifishes (Cyprinodontiformes: Cyprinodontidae). J . EVOL. B IOL. 16:17–36.

Jacobsen, S. B. & Wasserburg, G. J., 1980- Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. Earth and Planetary Science Letters, 50:139–155.

Jankovic, S., 1997- The Carpatho-Balkanides and adjacent area: A sector of the Tethyan Eurasian metallogenic belt. Mineralium Deposita,32:426–433.

Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, Kh., Meffre, S. & Emami, M. H., 2012- Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran. Mineralium Deposita, 47:425-440.

Lang, J. R. & Titley, S. R., 1998- Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits. Economic Geology, 93:138-170.

Leeman, W. P. & Hawkesworth, C. J., 1986- Open magma systems: Trace element and isotopic constraints, Journal of Geophysical Research, 91:5901–5912.

Lugmair, G. W. & Marti, K., 1978- Lunar initial ^{143}Nd/^{144}Nd: differential evolution of the lunar crust and mantle. Earth and Planetary Science Letters, 39:349–357.

Maas, R., Kamenetsky, M. B., Sobolev, A. V., Kamenetsky, V. S. & Sobolev, N. V., 2005- Sr-Nd-Pb isotopic evidence for a mantle origin of alkali chlorides and carbonates in the Udachnaya kimberlite, Siberia. Geology, 35:549-552.

MacDonald, R., Hawkesworth, C. J. & Heath, E., 2000- The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth Science Reviews, 49:1–76.

McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. & Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophysical research Letters, 30:2036.

Miyashiro, A., 1977- Nature of alkalic volcanic series. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66:91-110.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision Sanandaj-Sirjan zone western Iran. Journal of Asian Earth Science, 21:397-412.

Molinaro, M., 2004- Geometry and kinematics of the SE Zagros Mountains (Iran): structural geology and geophysical modelling in a young collisional fold-thrust belt. PhD thesis, Université de Cergy-Pontoise, France.

Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizon de Lamotte, D. & Eshraghi, S. A., 2005a- The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold–thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics. Tectonics, 24. doi:10.1029/2004TC001633.

Molinaro, M., Zeyen, H. & Laurencin, X., 2005b- Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off? Terra Nova, 17:1–6.

Morris, J. D., Leeman, W. P. & Tera, F., 1990- The subducted component in island arc lavas: constraints from Be isotopes and B–Be systematics. Nature, 344:31–36.

Nakamura, E., 1985- The influence of subduction processes on the geochemistry of Japanese alkaline basalts. Nature, 316:55-58.

Nicolas, I. A. & Harrison, K. L., 1980- Experimental rare earth element partition coefficients for garnet clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44:287-308.

Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. & Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains Iran. A new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos, 106:380-398.

Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonon area Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58:63-81.

Pin, C. & Santos-Zalduegui, J. F., 1997- Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. Analytica Chimica Acta, 339:79-89.

Pin, C., Briot, D., Bassin, C. & Poitrasson, F., 1994- Concomittant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. Analytica et Chimica Acta, 298:209-217.

Richards, J. P., Boyce, A. J. & Pringle, M. S., 2001- Geologic evolution of the Escondida area northern Chile: A model and temporal localization of porphyry Cu mineralization. Economic Geology, 96:271-305.

Richards, J. P., Wilkinson, D. & Ullrich, T., 2006- Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran. Economic Geology, 101:1455–1496.

Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evolution, presentation and interpretation. Longman, Singapore, 353 p.

Sillitoe, R. H. & Hedenquist, J. W., 2003- Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In: Simmons, S. F., Graham, I., (eds) Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth. Society of Economic Geologists, Special Publication, 10:315-343.

Sillitoe, R. H., 1999- Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralization in porphyry and epithermal environments. Pacrim, 99 Proceedings, Bali, Indonesia; The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, pp 29-45.

Smedley, P. L., 1986- The relationship between calc-alkaline volcanism and within-plate continental rift volcanism: evidence from Scottish Paleozoic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 76:113-128.

Steiger, R. H. & Jäger, E., 1977- Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36:359–362.

Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J., (eds) Magmatism in the Ocean Basins. Special Publication (42), Geological Society of London, pp 313-345.

Ulmer, P., 2001- Partial melting in the mantle wedge-the role of H_2O in the genesis of mantle-derived 'arc-related' magmas. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 127:215–232.

Vance, D. & Thirlwall, M. F., 2002- An assessment of mass discrimination in MC-ICPMS using Nd isotopes. Chemical Geology, 185:227-240.

Weis, D., Demaiffe, D., Cauet, S. & Javoy, M., 1987- Sr, Nd, O and H isotopic ratios in Ascension Island lavas and plutonic inclusions; cogenetic origin. Earth and Planetary Science Letters, 82:255-268.

White, N. C. & Hedenquist, J. W., 1990- Epithermal environments and styles of mineralization: variation and their causes, and guidelines for exploration. Journal of Geochemical Exploration, 36:445–474.

Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20:325-343.

Yilmaz, H., Oyman, T., Arehart, G. B., Colakoglu, A. R. & Billor, Z., 2007- Low-sulfidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey. Ore Geology Reviews, 32:81-124.

Yilmaz, H., Oyman, T., Sonmez, F. N., Arehart, G. B. & Billor, Z., 2010- Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial Volcanic rocks, Sahinli/ Tespih Dere (Lapseki/ WesternTurkey). Ore Geology Reviews, 37:236-258.

Zhang, Z., Mao, J., Wang, Y., Pirajno, F., Liu, J. & Zhao, Z., 2010- Geochemistry and geochronology of the volcanic rocks associated with the Dong'an adularia–sericite epithermal gold deposit, Lesser Hinggan Range, Heilongjiang province, NE China: Constraints on the metallogenesis. Ore Geology Reviews, 37:158-174.

Zindler, A. & Hart, S. R., 1986- Chemical dynamics. Annual Review of Earth and Planetary Science Letters, 14:493–571.

Whole-Rock and Sr-Nd Isotope Geochemistry of Volcanic Host Rocks of the Chah Zard Ag-Au Deposit, Urumieh-Dokhtar Belt

H. Kouhestani [1], M. Ghaderi [2*], M. H. Emami[3], S. Meffre [4], V. Kamenetsky [5], J. McPhie [5] & Kh. Zaw [5]

Ph.D. Student, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran; Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

[2] Associate Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

Associate Professor, Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Tehran, Iran; Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

[4] Senior Research Fellow, CODES ARC Centre of Excellence in Ore Deposits, University of Tasmania, Hobart, Australia

[5] Professor, CODES ARC Centre of Excellence in Ore Deposits, University of Tasmania, Hobart, Australia

Received: 2011 July 27 Accepted: 2012 February 28

Abstract

The Chah Zard Ag-Au deposit, a typical breccia-hosted low- to intermediate-sulfidation epithermal system, is located within late Miocene andesitic to rhyolitic volcanic complex in the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The orebodies are emplaced in breccia bodies dominantly hosted by rhyolite porphyries. Systematic whole-rock geochemical investigations on the volcanic rocks show that both intermediate and felsic rocks are characterized by significant Large Ion Lithophile Elements (LILE) and Light Rare Earth Elements (LREE) enrichment coupled with High Field Strength Elements (HFSE) depletion. These geochemical data indicate subduction-related magmatic arc affinity for the volcanic rocks, and suggest that hornblende fractionation appears to be an important controlling factor on the evolution of mineralized subvolcanic rocks. Although the rhyolite porphyry has relatively high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios, the volcanic rocks have similar Sr and Nd isotopic compositions, displaying $^{87}Sr/^{86}Sr$ range of 0.704910-0.705967 and $\varepsilon_{Nd(i)}$ values of +2.33 to +2.70. These data suggest that the rhyolitic magmas probably represent the final diffetentiates of parental andesitic magmas with minor crustal contamination. The andesitic magmas generated from partial melting of a mixture of an incompatible element depleted anhydrous asthenospheric mantle source and a hydrous LILE and LREE enriched lithospheric mantle source in response to slab-break-off and upwelling of asthenospheric mantle. The rhyolite porphyry is inferred to have supplied heat that drove the convective hydrothermal system at Chah Zard deposit, but also provided some of the fluid sources responsible for the development of the Chah Zard epithermal system.

Keywords: Epithermal, Geochemistry, Sr-Nd isotope, Chah Zard, Urumieh-Dokhtar.

For Persian Version see pages 185 to 196

*Corresponding author: M. Ghaderi; E-mail: mghaderi@modares.ac.ir